专题: 地球生物学前沿

论 文

华南埃迪卡拉纪-寒武纪过渡期的有机碳同位素梯度和海洋分层

王新强^{①②*}, 史晓颖^{①②}, GanQing JIANG^③, 汤冬杰^{①②}

① 生物地质与环境地质国家重点实验室, 北京 100083;

② 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

③ Department of Geoscience, University of Nevada, Las Vegas, NV 89154-4010, USA

* E-mail: wxqiang@cugb.edu.cn

收稿日期: 2013-05-08; 接受日期: 2013-09-09; 网络版发表日期: 2014-05-12

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2011CB808806)、美国自然科学基金项目(编号: EAR-0745825)和教育部博士点基金项目(编号: 20120022120008)资助

摘要 埃迪卡拉纪-早寒武世是地球历史上碳循环的重大波动期, 但有关其成因和古环境意义仍存在很大分歧. 为阐明这一问题, 本文对华南晚埃迪卡拉纪-早寒武世两条剖面进行了高分辨的碳同位素研究. 在浅水相区九龙湾-季家坡剖面, 晚埃迪卡拉纪灯影组大部分 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 -29‰ ~ -24‰ 变化; 而在深水相区龙鼻嘴剖面, 大部分 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 -35‰ ~ -32‰ . 这些新的研究结果与华南埃迪卡拉纪-早寒武世其他剖面发表的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 数据对比表明, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在时间和空间上均存在着巨大变化, 并受岩相的明显约束. 在以碳酸盐岩为主的地层中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相对较高, 通常大于 -30‰ ; 而在黑色页岩和暗色硅质岩为主的地层中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相对较低, 一般小于 -32‰ . 这种有机碳同位素组成的显著差异很难以存在巨大的溶解有机碳库(DOC)解释, 我们认为不同微生物类群的贡献可能是导致这种差异的主要因素. 浅水相样品中较高的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值 ($>-30\text{‰}$) 与显生宙同位素变化相近, 可能反映了光合作用为主的同位素分馏; 而深水样品较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值 ($<-32\text{‰}$) 可能反映了缺氧环境条件下化能自养或甲烷氧化微生物对有机质的重要贡献. 这意味着在埃迪卡拉纪-早寒武世之交扬子地台的海洋仍处于强烈分层状态, 且氧化还原界面波动频繁.

关键词晚埃迪卡拉纪
早寒武世
华南
有机碳同位素
海洋分层

埃迪卡拉纪($\sim 635\sim 542$ Ma)是地球演化史上的重大过渡期, 发生了一系列事件, 如海洋化学条件的波动(Canfield 等, 2007, 2008; Fike 等, 2006; Li 等, 2010; McFadden 等, 2008; Sahoo 等, 2012; Scott 等, 2008)和早期动物的爆发式演化等(Chen 等, 2004; Hua 等,

2005; Narbonne, 2005; Xiao 等, 1998; Yin 等, 2007; Yuan 等, 2011; Zhu 等, 2008), 并对地球表层系统产生了重要影响. 近年来, 学者们对埃迪卡拉系开展了大量的 $\delta^{13}\text{C}$ 化学地层研究(Fike 等, 2006; Halverson 等, 2005; Jiang 等, 2007, 2010; Kaufman 等, 2007; Le

中文引用格式: 王新强, 史晓颖, Jiang G Q, 等. 2014. 华南埃迪卡拉纪-寒武纪过渡期的有机碳同位素梯度和海洋分层. 中国科学: 地球科学, 44: 1142-1154
英文引用格式: Wang X Q, Shi X Y, Jiang G Q, et al. 2014. Organic carbon isotope gradient and ocean stratification across the late Ediacaran-Early Cambrian Yangtze Platform. Science China: Earth Sciences, 57: 919-929, doi: 10.1007/s11430-013-4732-0

Guerroue 等, 2006; Prave 等, 2009; Shen 等, 2010, 2011; Wang W 等, 2012; Xiao 等, 2012; Zhou 和 Xiao, 2007; Zhu 等, 2007, 2013), 为深入认识这个时期的全球碳循环和海洋环境演变产生了积极的推动作用. 现有的研究表明, 埃迪卡拉纪 $\delta^{13}\text{C}$ 变化存在两个显著的特点: (1) 极低的无机碳同位素负异常 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} < -10\text{‰}$), 已在多条剖面上识别(Fike 等, 2006; Jiang 等, 2007; Kaufman 等, 2007), 其变化幅度远大于显生宙已知的记录. (2) 有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)和无机碳同位素组成具解耦变化(Fike 等, 2006; Jiang 等, 2010; McFadden 等, 2008). 有学者将这种极负的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值解释为可能源于成岩作用的改造(Derry, 2010; Knauth 和 Kennedy, 2009; Macouin 等, 2012), 或与自生碳酸盐沉积有关(Schrag 等, 2013), 因而不具有地层学意义. 然而这种模型很难解释为何极低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负异常会同时记录在全球不同大陆的多条剖面上(Grotzinger 等, 2011). 为解释埃迪卡拉纪的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化, Rothman 等(2003)提出深海可能存在一个相当于现代海洋 10~100 倍的巨大溶解有机碳库(DOC). 这个模型后来被许多学者用来解释埃迪卡拉纪的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负异常以及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的解耦关系(Fike 等, 2006; Kunimitsu 等, 2011; McFadden 等, 2008). 但是, DOC 库模型并没有得到广泛的认可, 受到了多方面证据的挑战(Bjerrum 和 Canfield, 2011; Bristow 和 Kennedy, 2008; Jiang 等, 2010).

华南扬子地台是全球埃迪卡拉纪地层发育最好的地区之一, 保存了一系列浅水-深水相连续剖面(Jiang 等, 2011; Zhu 等, 2003)和最完整的生物化石记录(Chen 等, 2004; Xiao 等, 1998; Yin 等, 2007; Yuan 等, 2011; Zhu 等, 2008), 是研究埃迪卡拉纪碳循环、古海洋环境演变及其与早期动物演化相互作用的理想场所, 已成为全球研究的热点. 尽管在华南 $\delta^{13}\text{C}$ 化学地层方面已开展了大量的研究(Ader 等, 2009; Jiang 等, 2007; Lu 等, 2013; McFadden 等, 2008; Xiao 等, 2012; Wang W 等, 2012; Zhu 等, 2007, 2013), 但以往主要集中于陡山沱组(~635~551 Ma), 而晚埃迪卡拉纪(~551~542 Ma)的研究相对较少(Jiang 等, 2007; Zhu 等, 2007), 尤其缺乏对有机碳同位素的系统研究. 为进一步揭示这个时期的古海洋化学演变, 本文对扬子地台晚埃迪卡拉纪-早寒武世两条剖面进行了详细的有机碳和无机碳同位素对比研究. 综合新的研究结果并与前人发表的数据相结合, 为埃迪卡拉纪-寒

武纪过渡期的海洋环境条件提供了较好的约束.

1 地质背景和采样剖面

华南发育在南沱期(Marinoan)冰碛岩之上的埃迪卡拉纪-早寒武世地层序列沉积于被动大陆边缘背景(Jiang 等, 2003, 2011), 系由扬子陆块和华夏陆块之间的裂谷盆地(830~820 Ma)演化而来(Wang 和 Li, 2003; Zhao 等, 2011). 埃迪卡拉系最底部以一套广泛分布的盖帽碳酸盐岩为特征, 年龄约为 635 Ma(Condon 等, 2005). 在盖帽碳酸盐岩之后出现了明显的岩相分异, 主要包括 3 种相类型: 台内陆架和陆架边缘地区以碳酸盐岩沉积为主, 台内泻湖则发育互层状碳酸盐岩和黑色页岩, 而深水盆地相区主要为黑色泥岩. 这种沉积格局随着台内泻湖被逐渐填满, 在约 551 Ma 结束(图 1(a); Jiang 等, 2011). 晚埃迪卡拉纪至早寒武世早期, 扬子地台西北部广泛发育浅水台地碳酸盐岩, 在盆地相区相变为暗色硅质岩和泥岩(图 1(b); Jiang 等, 2012; Steiner 等, 2007; Zhu 等, 2007). 在贵州西北部以及湖南和湖北北部推测存在有狭窄的过渡带, 以泥岩和碳酸盐岩的互层为特征, 可能属大陆架沉积(图 1(b); Jiang 等, 2012). 早寒武世 Tommotian(第 2 阶)早期的海侵造成了台地区的淹没, 导致整个扬子地台普遍发育单一的黑色页岩沉积.

本文选择两条保存较好的剖面开展晚埃迪卡拉纪至早寒武世的化学地层研究. 一条是九龙湾-季家坡剖面, 属浅水台地相沉积, 位于宜昌三峡地区; 另一条是龙鼻嘴剖面, 属深水盆地沉积, 位于湖南吉首地区(图 1(b)). 九龙湾-季家坡剖面最底部为陡山沱组第四段的黑色页岩, 其上被晚埃迪卡拉纪灯影组覆盖. 灯影组厚约 340 m, 主要由碳酸盐岩组成, 自下而上可分为三段: 蛤蟆井段, 石板滩段和白马驮段. 蛤蟆井段和白马驮段均以浅灰色厚层白云岩为主; 而石板滩段主要为深灰色薄层灰岩, 其中含有丰富的文德带藻和水平状遗迹化石(Xiao 等, 2005). 向上为早寒武世岩家河组, 其下部主要为粉砂质/硅质白云岩, 中上部为互层状泥质灰岩和泥岩. 该组含有大量的小壳化石(陈平, 1984; 钱逸, 1999; Steiner 等, 2007)和疑源类(丁莲芳等, 1992; Dong 等, 2009; Yin, 1997), 为区域地层对比提供了良好的生物地层约束; 其上被水井沱组黑色页岩所覆盖. 龙鼻嘴剖面以暗色硅质岩, 黑色页岩和硅质页岩为主, 包括陡山

图1 扬子地台陡山沱沉积期(a)与晚埃迪卡拉纪-早寒武世(b)古地理图

据 Jiang 等(2011, 2012)修改. 1 和 2 分别代表九龙湾-季家坡剖面 and 龙鼻嘴剖面位置, 3 代表图 6 中所对比的岩屋潭剖面位置

沱组顶部, 留茶坡组和牛蹄塘组下部. 传统上认为, 留茶坡组与浅水台地相灯影组相当. 但最近的地质年代学研究表明, 留茶坡组实际上是一个穿时的地层单位, 横跨晚埃迪卡拉纪至早寒武世(Wang X 等, 2012).

2 分析方法

样品均采自路切剖面的新鲜露头. 在同位素分析之前, 先将每个样品切成多个薄片和光面. 然后选择最新鲜的部分利用微钻提取样品粉末, 取样避开裂隙和胶结物. 随后将粉末样品分两份分别进行无机碳和有机碳同位素分析. 同位素分析结果采用 Vienna-PeeDee-belemnite (VPDB) 标准. 分析工作在美国内华达州立大学拉斯维加斯校区地球科学系同位素实验室完成. 对于无机碳同位素和氧同位素分析, 称取约 50~100 μg 的样品粉末置于自动反应器 (Kiel IV-Device) 中, 与 100% 的磷酸在 70 $^{\circ}\text{C}$ 温度下反应约 10 min, 反应产生的气体自动输入到 Finnigan Delta Plus 双通道质谱仪中进行同位素分析. 内部标样以及重复测试的碳和氧同位素误差均小于 0.1‰.

有机碳同位素和总有机碳含量 (TOC) 分析步骤主要参考 Jiang 等 (2010, 2012). 先称取 5~30 mg 样品粉末 (样品多少取决于对 TOC 的预估), 在密封容器中利用浓盐酸 (12 M) 挥发烟熏法去除样品中的碳酸盐 (Harris 等, 2001). 经过 8~12 h 后, 向反应残余物中

加入 1 滴或多滴稀盐酸 (1 mol/L), 以检验样品中的碳酸盐是否完全去除. 如果碳酸盐已完全去除, 用蒸馏水对样品进行反复清洗、干燥, 然后将样品装入元素分析仪 (EA) 进行高温 (1000 $^{\circ}\text{C}$) 燃烧, 产生的 CO_2 气体通过 conflow 接口自动输入 Finnigan Delta Plus 质谱仪进行同位素分析. 标样采用 USGS-24 (石墨), IAEA-600 (咖啡因) 和退热冰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 TOC 的分析误差分别小于 0.2‰ 和 0.1%. 为验证测试结果的可靠性, 本文对富有机质和贫有机质样品进行了反复测试, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 TOC 的误差分别为 0.5‰ 和 0.2%.

3 分析结果

同位素分析结果见图 2 和 3 以及附录 1 (<http://earth.scichina.com>). 本文对采于九龙湾-季家坡剖面共 400 个样品进行了配套的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分析 (图 2), 其中灯影组顶部至水井沱组底部的 $\delta^{13}\text{C}$ 测试结果已进行了讨论 (Jiang 等, 2012). 陡山沱组顶部的无机碳和有机碳同位素组成均显示出强烈的负异常, 最低值分别为 $<-10\text{‰}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) 和 -37‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), 与前人的研究结果相似 (McFadden 等, 2008). 陡山沱组之上, 整个灯影组的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 均为正值, 变化范围在 2‰~5‰, 而大部分 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 -29‰ ~ -24‰ . 灯影组中部有一个样品 (TDS-145) 具很低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值, 达 -33.4‰ , 与相邻样品有显著差别. 这个数据是否代表原始海水的信息或由其他原因导致, 目前仍不确

图 2 三峡地区九龙湾-季家坡剖面碳同位素变化

灯影组顶部至水井沱组下部数据(三角形)引自 Jiang 等(2012)

定, 因此在以下的讨论中暂排除在外. 尽管灯影组的同位素组成没有明显异常, 但整体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化似乎与岩相相关. 在浅色厚层白云岩为主的蛤蟆井段和白马驮段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值相对较高, 在 -27‰ ~ -24‰ 波动, 平均值 -26‰ ; 而在深灰色薄层灰岩为主的石板滩段, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值相对较低, 大部分落在 -29‰ ~ -26‰ 区间, 平均值 -28‰ . 值得注意的是, 灯影组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的变化趋势恰好与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相反. 在灯影组/岩家河组界线附

近, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 有一个明显的负异常, 最低可达 -5.4‰ ; 与此同时 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 也突然下降, 最低值达 -37‰ (图 2; Jiang 等, 2012). 随后, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变回正值, 直至水井沱组底部的另一个负异常出现; 而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值小幅上升并稳定在 -33‰ 附近 (Jiang 等, 2012).

在深水盆地相的龙鼻嘴剖面上, 由于缺乏碳酸盐岩记录, 仅获得了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的数据 (图 3). 共分析了 82 个样品, 涵盖陡山沱组顶部至留茶坡组上部约

图3 吉首地区龙鼻嘴剖面碳同位素变化

为便于对比, Wang J等(2012)在该剖面上发表的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 数据(三角形)也会在图中

60 m 地层. 总体上, 该剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值较为分散, 没有明显的趋势, 最小值为 -36.6‰ , 最大值 -30.5‰ , 大部分数据集中在 -35‰ ~ -32‰ , 平均值 -33.5‰ . 与台地相剖面的不同在于龙鼻嘴剖面没有大于 -30‰ 的数据. 前人对该剖面进行过有机碳同位素的分析(Wang J 等, 2012), 尽管所采用的脱碳酸盐的方法不同, 我们的分析结果与之非常相近, 表明 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 数据具有可重复性.

4 讨论

4.1 碳同位素记录的原始性

碳酸盐岩的碳同位素组成易受成岩作用的影响 (Derry, 2010; Jacobsen 和 Kaufman, 1999; Kaufman 和 Knoll, 1995; Knauth 和 Kennedy, 2009), 因此在分析

解释之前, 需要对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的原始性进行评价. 有研究者据 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的共变关系, 认为陡山沱组顶部及其相当地层的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负异常是成岩作用导致的结果 (Derry, 2010; Knauth 和 Kennedy, 2009), 或者与自生碳酸盐岩沉积有关 (Schrag 等, 2013). 但该异常在华南地区不同沉积环境下的多条剖面上都有记录 (Jiang 等, 2007; Lu 等, 2013; McFadden 等, 2008; Wang W 等, 2012; Zhu 等, 2007, 2013), 在其他大陆近于同期的地层中也广泛存在 (Grotzinger 等, 2011), 这似乎很难用成岩作用和自生碳酸盐岩解释. 相反, 对前寒武纪/寒武纪界线附近(岩家河组下部)的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负异常的原始性却较少争议, 这可能因为其较小的变化幅度以及缺乏 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的共变关系 (Ishikawa 等, 2008; Jiang 等, 2012); 更重要的是, 由于具有较好的地质年代学和生物地层约束, 这个碳

同位素负异常被证明完全可进行全球对比(周传明等, 1997; Amthor 等, 2003; Ishikawa 等, 2008; Jiang 等, 2012; Kimura 等, 1997; Kouchinsky 等, 2007; Maloof 等, 2010), 并代表一次显著的全球性碳循环波动. 对于灯影组的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 记录, 即使存在成岩作用的影响, 可能也不大, 因为整个灯影组均为富碳酸盐层段, 并且其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 均为正值.

大量的研究表明, 生物降解和热成熟过程可能会改变有机碳同位素的组成(Ader 等, 2009; Chen 等, 2009; Des Marais 等, 1992; Galimov, 2004; Jiang 等, 2012; Lehmann 等, 2002; Rooney 等, 1995), 但一般变化幅度较小, 通常小于 2‰(Des Marais 等, 1992; Rooney 等, 1995). 在九龙湾-季家坡剖面上, 陡山沱组顶部和前寒武系-寒武系界线附近的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 异常变化幅度均大于 10‰; 在龙鼻嘴剖面上, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 纵向变化幅度的最大值也超过 6‰, 因此很难用生物降解或热成熟来解释. 然而对于贫有机质的碳酸盐岩, 如灯影组和岩家河组下部, 由于样品中由海洋自生光合作用微生物产生的有机碳含量较低, 少量陆源碎屑或再循环有机碳的加入可能会改变全岩有机碳的同位素值, 再加上自生光合作用产生的有机碳在成岩过程中比来自碎屑和再循环的有机碳更容易被分解, 从而使后者对全岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响效应被放大(Jiang 等, 2012). 这种情况通常会造成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的强烈解耦以及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化幅度的减弱(Jiang 等, 2012; Johnston 等, 2012). 岩家河组下部的某些层段的有机碳同位素值可能就与后期改造有关. 但从整体上看, 灯影组显示了明显的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化. 因此, 我们认为所测定的同位素结果应该代表了原始海洋的有机碳同位素特征.

4.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的长期变化趋势

通过系统分析, 本文获取了三峡地区晚埃迪卡拉纪灯影组配套的有机碳和无机碳同位素数据. 综合这些新数据并结合前人在陡山沱组(Li 等, 2010; McFadden 等, 2008)和下寒武统(Ishikawa 等, 2008, 2013; Jiang 等, 2012)的分析结果, 可以建立三峡地区从埃迪卡拉系底部(ca. 635 Ma)至下寒武统(ca. 520 Ma)完整, 配套的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 长期变化趋势(图 4). 从综合分析结果看, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在埃迪卡拉纪-早寒武世期间存在较大波动, 但三峡地区的碳同位素记录显示出两个明显的特征: (1) 在大部分时间内, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 呈明显的解耦关系(图 5(a)); (2)

$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ (即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 之差)与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 呈明显的正相关(图 5(b)). 这很可能意味着在长达 100 Ma 的时间内, 控制碳循环的主导机制并没有发生大的变化. 前人对导致扬子地台埃迪卡拉纪至早寒武世 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化的可能原因已有大量讨论(Jiang 等, 2007; Lu 等, 2013; Wang W 等, 2012; Zhu 等, 2007, 2013), 因此以下仅重点讨论 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化.

三峡地区 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相对于 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的解耦变化曾被解释为深海巨大 DOC 库的缓冲效应所致(Ishikawa 等, 2013; McFadden 等, 2008). 据推测, 这个深海 DOC 库可能在成冰纪就已经形成(Swanson-Hysell 等, 2010), 并一直持续到早寒武世(Ishikawa 等, 2013). 在局限的环境中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的短期变化可能确实会受到 DOC 的影响(McFadden 等, 2008). 但从长远来看, 如果海洋中存在巨大的 DOC 库, 其强烈的缓冲效应会造成更稳定的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值, 而这显然与地层记录的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 强烈波动($-38\text{‰} \sim -24\text{‰}$)相矛盾. 特别是研究表明, 三峡地区埃迪卡拉纪至早寒武世的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化与岩相密切相关(图 4). 在碳酸盐岩为主的地层中, 如陡山沱组底部和上部, 灯影组以及岩家河组下部, 大部分样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值均高于 -30‰ , 而 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ 通常低于 32‰ . 陡山沱组中下部以黑色页岩和灰岩的互层为特征, 可能形成于台内泻湖环境(Jiang 等, 2011), 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值略低, 变化范围在 $-31\text{‰} \sim -29\text{‰}$, 相应的 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ 值多数大于 32‰ . 随着水深的增加, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 持续降低($<32\text{‰}$). 例如, 岩家河组中上部可能沉积于外陆架环境(Jiang 等, 2012), 虽然它们与陡山沱组下部具有相似的岩性组合特征, 但其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的平均值为 -33‰ , 比陡山沱组下部的平均值($\sim -30\text{‰}$)低 3‰ . 值得注意的是, 陡山沱组顶部和岩家河组下部的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 负异常均出现在含黑色页岩的层段中, 而且与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 同步变化. 这与外陆棚至盆地相盖帽碳酸盐附近的情况非常相似(Jiang 等, 2010, 2012), 说明至少分别在陡山沱组底部, 顶部以及岩家河组下部记录了三次大的海水同位素负异常.

三峡地区埃迪卡拉纪-早寒武世碳酸盐岩地层中较高的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($>-30\text{‰}$)和较低的 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ ($<32\text{‰}$)与显生宙典型的同位素特征(Hayes 等, 1999)一致. 这可能表明, 由光合作用产生的同位素分馏是导致这种同位素变化特征的重要原因. 相反, 在盖帽碳酸盐岩之上的陡山沱组中下部和早寒武世地层中普遍具有较负的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值, 与之对应的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值明显偏正. 这

图4 三峡地区埃迪卡拉纪-早寒武世配套的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 长期变化趋势

数据主要来自 Ishikawa 等(2008, 2013), Jiang 等(2012), Li 等(2010), McFadden 等(2008)以及本次研究. 图例参考图2和图3

图 5 三峡地区埃迪卡拉纪-早寒武世碳同位素变化相关性

(a) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; (b) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$. 数据来源同图 4

可能意味着这些地层中较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值并不是主要受控于海水溶解无机碳库(DIC)同位素组成的变化,而是受更加亏损 ^{13}C 的碳源的影响.大量研究表明,由次级生产力(如化能自养微生物和甲烷氧化菌)产生的有机质通常比光合作用产生的有机质具有更低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值(Conway 等, 1994; Hayes 等, 1999; Hollander 和 Smith, 2001; Summons 等, 1994, 1998).如果这些有机质及时埋藏,则会导致岩石记录具有很低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值.因此,我们认为陡山沱组中下部和早寒武世地层中较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和较高的 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ 值,可能部分源于化能自养或甲烷氧化微生物对总有机质贡献的结果,显示了缺氧的海水条件.陡山沱组中下部的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相对稳定,在 $-31\text{‰} \sim -29\text{‰}$ 变化,也可能由局限环境中颗粒、碎屑和溶解有机碳对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 产生的缓冲作用所造成.因此,三峡地区这种受岩相控制的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化可能与分层海洋环境中由于氧化还原界面波动导致的区域性环境变化相关.尽管这种解释还需要其他证据如类脂化合物生物标志的支持,类似的情况在华北中元古代蓟县剖面也有报道(Guo 等, 2013).

4.3 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的空间变化

与灯影组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录(平均值 -26.5‰)相反,在深

水相龙鼻嘴剖面上,同期地层的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值均小于 -30‰ (图 3).本文获得的新数据与前人在该剖面上报道的结果相似(Wang J 等, 2012).在湘西沅陵,岩屋潭剖面与龙鼻嘴剖面的沉积环境相似,同属深水环境,其同位素分析结果同样具有较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值(Guo 等, 2007).九龙湾-季家坡剖面与龙鼻嘴,岩屋潭剖面之间在有机碳同位素组成上的差异(图 6),可能表明浅水台地相区和深水盆地相区存在着很大的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 梯度($6\text{‰} \sim 8\text{‰}$),进一步证实 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化与沉积环境密切相关.如前所述,龙鼻嘴剖面极负的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值需要有 ^{13}C 更为亏损的碳源,并同样与化能自养或甲烷氧化微生物产生的有机质的对总有机碳的贡献有关.如果这种解释正确,这就意味着那深水相地区可能仍应该处于持续的相对缺氧条件环境,并由氧化还原界面与表层氧化水体所被氧化还原界面分隔割开来.这个一推论与 Fe 组分的研究结果相一致(常华进等, 2010; Wang J 等, 2012).值得注意的是,在龙鼻嘴剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值同样也存在显著的在纵向上存在较大的变化,变化幅度超过 6‰ ,这个特征同样也很难用 DOC 库的强烈缓冲作用来解释.龙鼻嘴剖面上的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 纵向变化很可能反映了次级生产力产生的有机质对总有机质贡献的差异,说明在留茶坡组沉积时期氧化还原界面的深度可能有变

图6 台地相剖面和盆地相剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 对比

九龙湾-季家坡剖面和龙鼻嘴剖面的数据来自本文研究、Jiang 等(2012)和 Wang J 等(2012), 岩屋潭剖面数据来自 Guo 等(2007), 图例参考图2和图3

化, 或海洋表层生产力有较大波动。

4.4 区域或全球性海洋分层

通过对九龙湾-季家坡剖面和龙鼻嘴剖面有机碳同位素记录与其他剖面发表的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 数据(Guo 等, 2007; Ishikawa 等, 2013; Jiang 等, 2012; Li 等, 2010; McFadden 等, 2008)的对比研究发现, 扬子地台埃迪卡拉纪-早寒武世的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 特征在纵向上和横向上均存在着很大变化, 并与岩相密切相关。这种变化特征似乎很难用 DOC 库的强烈缓冲作用解释。我们认为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在空间上的变化可能主要反映了不同水体深度主导微生物类群的差异, 以及扬子地台埃迪卡拉纪-早寒武世的海洋分层性和氧化还原界面波动。这

个认识与其他地区获得的地化证据如 Fe 组分和黄铁矿形态学一致(常华进等, 2010; Li 等, 2010; Shen 等, 2008; Wang J 等, 2012; Wang L 等, 2012)。目前的关键问题可能是, 埃迪卡拉纪-早寒武世的海洋分层是全球性的普遍现象还是仅局限于个别盆地。位于盖帽碳酸盐岩之上的陡山沱组黑色页岩段具有极高的氧化还原敏感元素含量, 表明在南沱(Marinoan)冰期之后不久, 全球海洋环境已经普遍氧化(Sahoo 等, 2012)。如果地球表层环境的氧化是不可逆的, 那么扬子地台埃迪卡拉纪-早寒武世持续的海洋分层就可能是一个局部现象。然而, 埃迪卡拉纪-早寒武世代表了海洋环境从缺氧为主向完全氧化转折的过渡阶段。由于这个时期陆地生态系统缺乏活跃的光合作

用,同时大面积还原环境的氧化需要消耗巨量的氧气,这个时期地球表层环境的氧化过程可能有过多反复.如果确实如此,则陡山沱组下部记录的海洋氧化事件可能仅是一个短暂的过程.缺氧和分层的海洋在埃迪卡拉纪-早寒武世的多次出现有可能代表一种全球性的普遍情况.随着陆地以及海洋生态系统光合作用的日益活跃和逐步完善,海洋环境在早寒武世晚期(第三阶)才最终氧化.事实上,扬子地台埃迪卡拉纪-早寒武世地层记录中多次出现的巨大 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 负异常,分别位于陡山沱组下部(ca. 635 Ma),陡山沱组顶部(ca. 551 Ma)和前寒武系/寒武系界线附近(ca. 542 Ma),似乎也表明早期的海洋氧化有可能是一个不稳定的可逆过程.

5 结论

通过对三峡地区九龙湾-季家坡剖面晚埃迪卡拉纪灯影组有机碳同位素的研究以及与前人报道的陡山沱组和早寒武世 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 数据对比发现, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在时间上存在着巨大的变化,并主要受岩相变化约束.在

碳酸盐岩为主的灯影组中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值相对较高 ($>-30\text{‰}$);而在富有机质黑色页岩和泥质灰岩的岩家河组中上部, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值较低 ($<-32\text{‰}$).此外, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在空间上也存在较大变化.在深水相区龙鼻嘴剖面上, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值比同期浅水地层低 $6\text{‰}\sim 8\text{‰}$,表明在扬子地台的台地相区与盆地相区之间存在着很大的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 梯度.这种梯度变化在陡山沱组中下部同样存在.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值纵向上和横向上的巨大变化很难用巨大 DOC 库的缓冲作用来解释,因为 DOC 库的缓冲作用会形成相对均一的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录.在局限环境中可能存在 DOC 的缓冲作用,比如在三峡地区的陡山沱组中下部.因此,我们认为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在空间上的变化主要源于在不同水深和不同沉积环境中产生有机质的微生物类型的差异,其根本原因可能是海水分层和氧化还原界面波动对区域环境变化的明显影响.海洋分层在埃迪卡拉纪-早寒武世的大部分时间内可能具有全球性,或至少间歇性存在.随着以光合作用为主导的陆地和海洋生态系统的逐步发展和完善,这种现象在早寒武世晚期(约 $<520\text{ Ma}$)最终结束.

致谢 评审人对文章的修改提出了许多宝贵意见,在此表示感谢.

参考文献

- 常华进, 储雪蕾, 冯连君, 等. 2010. 桂北老堡组硅岩中的铁组分: 指示缺氧含铁的盆地深水古环境. 科学通报, 55: 2010–2017
- 陈平. 1984. 湖北宜昌计家坡下寒武统底部小壳化石的发现及其意义. 地层古生物论文集, 13: 49–66
- 丁莲芳, 李勇, 陈会鑫. 1992. 湖北宜昌震旦系-寒武系界线地层 *Micrhystridium regulare* 化石的发现及地层意义. 微体古生物学报, 9: 303–309
- 钱逸. 1999. 中国小壳化石分类学与生物地层学. 北京: 科学出版社. 247
- 周传明, 张俊明, 李国祥, 等. 1997. 云南永善肖滩早寒武世早期碳氧同位素记录. 地质科学, 32: 201–211
- Ader M, Macouin M, Trindade R I F, et al. 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}\text{C}$. Earth Planet Sci Lett, 288: 213–227
- Amthor J E, Grotzinger J P, Schroder S, et al. 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. Geology, 31: 431–434
- Bjerrum C J, Canfield D E. 2011. Towards a quantitative understanding of the late Neoproterozoic carbon cycle. Proc Natl Acad Sci USA, 108: 5542–5547
- Bristow T F, Kennedy M J. 2008. Carbon isotope excursions and the oxidant budget of the Ediacaran atmosphere and ocean. Geology, 36: 863–866
- Canfield D E, Poulton S W, Knoll A H, et al. 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. Science, 321: 949–952
- Canfield D E, Poulton S W, Narbonne G M. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. Science, 315: 92–95
- Chen D, Wang J, Qing H, et al. 2009. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian, South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints. Chem Geol, 258: 168–181
- Chen J Y, Bottjer D J, Oliveri P, et al. 2004. Small bilaterian fossils from 40 to 55 million years before the Cambrian. Science, 305: 218–222

- Condon D, Zhu M, Bowring S, et al. 2005. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, 308: 95–98
- Conway N M, Kennicutt M C, Van Dover C L. 1994. Stable isotopes in the study of marine chemosynthetic-based food webs. In: Lajtha K, Michener R, eds. *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 158–186
- Derry L A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth Planet Sci Lett*, 294: 152–162
- Des Marais D J, Strauss H, Summons R E, et al. 1992. Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment. *Nature*, 359: 605–609
- Dong L, Xiao S H, Shen B, et al. 2009. Basal Cambrian microfossils from the Yangtze gorges area (South China) and the Aksu area (Tarim block, northwestern China). *J Paleontol*, 83: 30–44
- Fike D A, Grotzinger J P, Pratt L M, et al. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, 444: 744–747
- Galimov E M. 2004. The pattern of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ versus HI/OI relation in recent sediments as an indicator of geochemical regime in marine basins: Comparison of the Black Sea, Kara Sea, and Cariaco Trench. *Chem Geol*, 204: 287–301
- Grotzinger J P, Fike D A, Fischer W W. 2011. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. *Nat Geosci*, 4: 285–292
- Guo H, Du Y, Kah L C, et al. 2013. Isotopic composition of organic and inorganic carbon from the Mesoproterozoic Jixian Group, North China: Implications for biological and oceanic evolution. *Precambrian Res*, 224: 169–183
- Guo Q J, Strauss H, Liu C Q, et al. 2007. Carbon isotopic evolution of the terminal neoproterozoic and early Cambrian: Evidence from the Yangtze platform, South China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 254: 140–157
- Halverson G P, Hoffman P F, Schrag D P, et al. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bull*, 117: 1181–1207
- Harris D, Horwath W R, van Kessel C. 2001. Acid fumigation of soils to remove carbonates prior to total organic carbon or Carbon-13 isotopic analysis. *Soil Sci Soc Am J*, 65: 853–1856
- Hayes J M, Strauss H, Kaufman A J. 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem Geol*, 161: 103–125
- Hollander D J, Smith M A. 2001. Microbially mediated carbon cycling as a control on the $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary carbon in eutrophic Lake Mendota (USA): New models for interpreting isotopic excursions in the sedimentary record. *Geochim Cosmochim Acta*, 65: 4321–4337
- Hua H, Chen Z, Yuan X L, et al. 2005. Skeletogenesis and asexual reproduction in the earliest biomineralizing animal Cloudina. *Geology*, 33: 277–280
- Ishikawa T, Ueno Y, Komiya T, et al. 2008. Carbon isotope chemostratigraphy of a Precambrian/Cambrian boundary section in the Three Gorge area, South China: Prominent global-scale isotope excursions just before the Cambrian Explosion. *Gondwana Res*, 14: 193–208
- Ishikawa T, Ueno Y, Shu D G, et al. 2013. Irreversible change of the oceanic carbon cycle in the earliest Cambrian: High-resolution organic and inorganic carbon chemostratigraphy in the Three Gorges area, South China. *Precambrian Res*, 225: 190–208
- Jacobsen S B, Kaufman A J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem Geol*, 161: 37–57
- Jiang G, Shi X, Zhang S, et al. 2011. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China. *Gondwana Res*, 19: 831–849
- Jiang G, Wang X, Shi X, et al. 2012. The origin of decoupled carbonate and organic carbon isotope signatures in the early Cambrian (ca. 542–520 Ma) Yangtze platform. *Earth Planet Sci Lett*, 317–318: 96–110
- Jiang G, Kaufman A, Christie-Blick N, et al. 2007. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: Implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ gradient. *Earth Planet Sci Lett*, 261: 303–320
- Jiang G, Sohl L E, Christie-Blick N. 2003. Neoproterozoic stratigraphic comparison of the Lesser Himalaya (India) and Yangtze Block (South China): Paleogeographic implications. *Geology*, 31: 917–920
- Jiang G, Wang X, Shi X, et al. 2010. Organic carbon isotope constraints on the dissolved organic carbon (DOC) reservoir at the Cryogenian-Ediacaran transition. *Earth Planet Sci Lett*, 299: 159–168
- Johnston D T, Macdonald F A, Gill B C, et al. 2012. Uncovering the Neoproterozoic carbon cycle. *Nature*, 483: 320–323
- Kaufman A J, Corsetti F A, Varni M A. 2007. The effect of rising atmospheric oxygen on carbon and sulfur isotope anomalies in the Neoproterozoic Johnnie Formation, Death Valley, USA. *Chem Geol*, 237: 47–63
- Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater-stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res*, 73: 27–49
- Kimura H, Matsumoto R, Kakuwa Y, et al. 1997. The Vendian-Cambrian $\delta^{13}\text{C}$ record, North Iran: Evidence for overturning of the ocean before the Cambrian Explosion. *Earth Planet Sci Lett*, 147: E1–E7
- Knauth L P, Kennedy M J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, 460: 728–732

- Kouchinsky A, Bengtson S, Pavlov V, et al. 2007. Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River section, northwestern Siberian platform. *Geol Mag*, 144: 609–618
- Kunimitsu Y, Setsuda Y, Furuyama S, et al. 2011. Ediacaran chemostratigraphy and paleoceanography at a shallow marine setting in northwestern Hunan Province, South China. *Precambrian Res*, 191: 194–208
- Le Guerroue E, Allen P A, Cozzi A, et al. 2006. 50 Myr recovery from the largest negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Ediacaran ocean. *Terra Nova*, 18:147–153
- Lehmann M F, Bernasconi S M, Barbieri A, et al. 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and *in situ* early sedimentary diagenesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 66: 3573–3584
- Li C, Love G D, Lyons T W, et al. 2010. A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, 328: 80–83
- Lu M, Zhu M, Zhang J M, et al. 2013. The DOUNCE event at the top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad stratigraphic occurrence and non-diagenetic origin. *Precambrian Res*, 225:86–109
- Macouin M, Ader M, Moreau M G, et al. 2012. Deciphering the impact of diagenesis overprint on negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions using rock magnetism: Case study of Ediacaran carbonates, Yangjiaping section, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 351–352: 281–294
- Maloof A C, Ramezani J, Bowring S A, et al. 2010. Constraints on early Cambrian carbon cycling from the duration of the Nemakit-Daldynian-Tommotian boundary $\delta^{13}\text{C}$ shift, Morocco. *Geology*, 38: 623–626
- McFadden K A, Huang J, Chu X L, et al. 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 3197–3202
- Narbonne G M. 2005. The ediacarabiota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 421–442
- Prave A R, Fallick A E, Thomas C W, et al. 2009. A composite C-isotope profile for the Neoproterozoic Dalradian Supergroup of Scotland and Ireland. *J Geol Soc*, 166: 845–857
- Rooney M A, Claypool G E, Chung H M. 1995. Modeling thermogenic gas generation using carbon isotope ratios of natural gas hydrocarbons. *Chem Geol*, 126: 219–232
- Rothman D H, Hayes J M, Summons R E. 2003. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. *Proc Natl Acad Sci USA*, 100: 8124–8129
- Sahoo S K, Planavsky N J, Kendall B, et al. 2012. Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation. *Nature*, 489: 546–549
- Schrag D P, Higgins J A, Macdonald F A, et al. 2013. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle. *Science*, 339: 540–543
- Scott C, Lyons T W, Bekker A, et al. 2008. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, 452: 456–459
- Shen B, Xiao S H, Bao H M, et al. 2011. Carbon, sulfur, and oxygen isotope evidence for a strong depth gradient and oceanic oxidation after the Ediacaran Hankschough glaciation. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 1357–1373
- Shen B, Xiao S H, Zhou C M, et al. 2010. Carbon and sulfur isotope chemostratigraphy of the Neoproterozoic Quianji Group of the Chaidam Basin, NW China: Basin stratification in the aftermath of an Ediacaran glaciation postdating the Shuram event? *Precambrian Res*, 177: 241–252
- Shen Y N, Zhang T G, Hoffman P F. 2008. On the coevolution of Ediacaran oceans and animals. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 7376–7381
- Steiner M, Li G X, Qian Y, et al. 2007. Neoproterozoic to early Cambrian small shelly fossil assemblages and a revised biostratigraphic correlation of the Yangtze Platform (China). *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 254: 67–99
- Summons R, Franzmann P D, Nichols P D. 1998. Carbon isotopic fractionation associated with methylotrophic methanogenesis. *Org Geochem*, 28: 465–475
- Summons R, Jahnke L L, Roksandic Z. 1994. Carbon isotope fractionation in lipids from methanotrophic bacteria: Relevance for interpretations of the geochemical record of biomarkers. *Geochim Cosmochim Acta*, 58: 2853–2863
- Swanson-Hysell N L, Rose C V, Calmet C C, et al. 2010. Cryogenian glaciation and the onset of carbon-isotope decoupling. *Science*, 328: 608–611
- Wang J, Chen D, Yan D, et al. 2012. Evolution from an anoxic to oxic deep ocean during the Ediacaran-Cambrian transition and implications for bioturbation. *Chem Geol*, 306–307: 129–138
- Wang J, Li Z X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up. *Precambrian Res*, 122: 141–158
- Wang L, Shi X, Jiang G. 2012. Pyrite morphology and redox fluctuations recorded in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 333–334: 218–227
- Wang W, Zhou C, Yuan X, et al. 2012. A pronounced negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in an Ediacaran succession of western Yangtze Platform: A possible equivalent to the Shuram event and its implication for chemostratigraphic correlation in South China. *Gondwana Res*, 22: 1091–1101
- Wang X, Shi X, Jiang G, et al. 2012. New U-Pb age from the basal Niutitang Formation in South China: Implications for diachronous development and condensation of stratigraphic units across the Yangtze platform at the Ediacaran-Cambrian transition. *J Asian Earth Sci*, 48:

1–8

- Xiao S, McFadden K A, Peek S, et al. 2012. Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models. *Precambrian Res*, 192-195: 125–141
- Xiao S, Shen B, Zhou C, et al. 2005. A uniquely preserved Ediacaran fossil with direct evidence for a quilted bodyplan. *Proc Natl Acad Sci USA*, 102: 10227–10232
- Xiao S, Zhang Y, Knoll A H. 1998. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. *Nature*, 391: 553–558
- Yin L. 1997. Precambrian-Cambrian transitional acritarch biostratigraphy of the Yangtze Platform. *Bull Natl Mus Nat Sci (Taipei)*, 10: 217–231
- Yin L, Zhu M, Knoll A H, et al. 2007. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. *Nature*, 446: 661–663
- Yuan X, Chen Z, Xiao S, et al. 2011. An early Ediacaran assemblage of macroscopic and morphologically differentiated eukaryotes. *Nature*, 470: 390–393
- Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, et al. 2011. Reappraisal of the ages of Neoproterozoic strata in South China: No connection with the Grenvillian orogeny. *Geology*, 39: 299–302
- Zhou C, Xiao S. 2007. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China. *Chem Geol*, 237: 89–108
- Zhu M, Gehling J G, Xiao S, et al. 2008. Eight-armed Ediacara fossil preserved in contrasting taphonomic windows from China and Australia. *Geology*, 36: 867–870
- Zhu M, Lu M, Zhang J, et al. 2013. Carbon isotope chemostratigraphy and sedimentary facies evolution of the Ediacaran Doushantuo Formation in western Hubei, South China. *Precambrian Res*, 225: 7–28
- Zhu M, Zhang J, Yang A. 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 254: 7–61
- Zhu M, Zhang J, Steiner M, et al. 2003. Sinian-Cambrian stratigraphic framework for-shallow- to deep-water environments of the Yangtze Platform: An integrated approach. *Prog Nat Sci*, 13: 951–960

论文

附录 1 研究剖面碳同位素数据

样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, PDB)	TOC (wt%)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ (‰)
九龙湾-季家坡剖面 (台地相)								
JLWD4-0.0	陡山沱组	黑色页岩	0			-36.70	1.91	
JLWD4-0.3	陡山沱组	黑色页岩	0.3			-36.49	3.70	
JLWD4-0.7	陡山沱组	灰岩结核	0.7	-8.24	-3.20	-36.62	4.96	28.38
JLWD4-1.0	陡山沱组	黑色页岩	1			-36.29	4.90	
JLWD4-1.3	陡山沱组	黑色页岩	1.3			-36.51	4.82	
JLWD4-1.8	陡山沱组	黑色页岩	1.8			-36.44	5.18	
JLWD4-2.1	陡山沱组	灰岩结核	2.1	-4.55	-6.85	-36.48	5.03	31.93
JLWD4-2.5	陡山沱组	灰岩结核	2.5	-4.64	-8.06	-36.49	4.90	31.85
JLWD4-3.0	陡山沱组	灰岩结核	3	-5.66	-6.96	-36.46	4.35	30.80
JLWD4-3.5	陡山沱组	灰岩结核	3.5	-8.16	-3.74	-36.28	4.35	28.13
JLWD4-3.8	陡山沱组	黑色页岩	3.8			-36.35	5.29	28.19
JLWD4-4.0	陡山沱组	黑色页岩	4			-36.39	5.19	
JLWD4-4.3	陡山沱组	黑色页岩	4.3			-36.42	4.90	
JLWD4-4.7	陡山沱组	黑色页岩	4.7			-36.32	5.00	
JLWD4-5.0	陡山沱组	灰岩结核	5	-5.03	-3.66	-36.29	4.82	31.25
JLWD4-5.3	陡山沱组	黑色页岩	5.3			-36.17	5.91	31.14
JLWD4-5.6	陡山沱组	灰岩结核	5.6	-6.69	-5.21	-36.23	5.96	29.54
JLWD4-5.9	陡山沱组	黑色页岩	5.9			-36.11	6.12	29.42
JLWD4-6.1	陡山沱组	灰岩结核	6.1	-6.91	-3.77	-36.35	4.41	29.44
JLWD4-6.4	陡山沱组	灰岩结核	6.4	-10.69	-3.56	-35.45	6.41	
JLWD4-6.7	陡山沱组	黑色页岩	6.7			-35.40	4.44	
JLWD4-7.0	陡山沱组	灰岩结核	7	-5.02	-1.57	-35.38	5.93	30.35
JLWD4-7.3	陡山沱组	黑色页岩	7.3			-35.44	5.23	
JLWD4-7.6	陡山沱组	灰岩结核	7.6	-1.80	-1.60	-35.51	4.95	33.70
JLWD4-8.1	陡山沱组	黑色页岩	8.1			-35.38	6.80	
JLWD4-8.6	陡山沱组	黑色页岩	8.6			-34.85	7.16	
JLWD4-9.0	陡山沱组	黑色页岩	9			-34.73	7.96	
JLWD4-9.1	陡山沱组	黑色页岩	9.1			-35.19	4.34	
JLWD4-9.2	陡山沱组	黑色页岩	9.2			-34.34	7.26	
JLWD4-9.3	陡山沱组	黑色页岩	9.3			-34.56	7.99	
JLWD4-9.4	陡山沱组	黑色页岩	9.4			-34.75	6.06	
JLWD4-9.5	陡山沱组	黑色页岩	9.5			-36.54	9.40	
JLWD4-10.0	陡山沱组	黑色页岩	10			-37.50	11.58	
JLWD4-10.5	陡山沱组	黑色页岩	10.5			-34.62	6.19	
JLWD4-11.0	陡山沱组	黑色页岩	11			-33.77	7.75	
JLWD4-11.1	陡山沱组	黑色页岩	11.1			-32.21	10.38	
JLWD4-11.5	陡山沱组	黑色页岩	11.5			-31.00	12.30	
JLWD4-11.8	陡山沱组	黑色页岩	11.8			-29.59	11.19	
JLWD4-12.0	陡山沱组	黑色页岩	12			-27.95	12.49	
TDS-0.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	13	-3.43	-0.66	-30.59	0.31	27.16
TDS-1.8	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	14.8	0.83	-0.75	-27.21	0.07	28.04
TDS-3.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	16	1.59	-1.55	-26.57	0.07	28.16
TDS-4.6	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	17.6	3.07	-4.04	-25.35	0.06	28.42
TDS-6.3	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	19.3	2.99	-2.27	-24.83	0.06	27.82
TDS-7.7	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	20.7	1.33	-5.36	-26.64	0.07	27.98
TDS-9.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	22	3.14	-1.07	-26.20	0.07	29.33
TDS-10.5	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	23.5	0.86	-4.67	-26.87	0.07	27.72

(续附表1)

样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, PDB)	TOC (wt%)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ (‰)
九龙湾-季家坡剖面 (台地相)								
TDS-13.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	26	3.15	-2.09	-25.75	0.06	28.91
TDS-14.6	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	27.6	3.13	-4.52	-25.48	0.07	28.61
TDS-16.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	29	0.30	-4.02	-25.10	0.07	25.40
TDS-18.6	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	31.6	0.44	-4.44	-25.18	0.07	25.62
TDS-20.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	33	1.85	-1.57	-25.19	0.07	27.04
TDS-21.6	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	34.6	3.43	-1.66	-25.39	0.06	28.82
TDS-22.0	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	35	2.01	-1.70	-25.33	0.07	27.33
TDS-23.5	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	36.5	1.81	-1.54	-25.15	0.08	26.96
TDS-26	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	39	2.21	-2.76	-25.84	0.07	28.05
TDS-28	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	41	0.78	-3.04	-26.08	0.07	26.86
TDS-30	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	43	0.93	-4.29	-26.47	0.11	27.39
TDS-32	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	45	0.49	-4.41	-25.31	0.06	25.80
TDS-34.5	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	47.5	1.57	-2.73	-25.38	0.06	26.95
TDS-36	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	49	2.31	-5.45	-25.78	0.06	28.10
TDS-37	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	50	1.35	-4.32	-25.37	0.07	26.72
TDS-39	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	52	2.82	-4.75	-26.37	0.06	29.19
TDS-41	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	54	4.69	-3.27	-24.61	0.06	29.30
TDS-44	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	57	2.58	-1.46	-26.31	0.06	28.88
TDS-46	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	59	2.56	-2.33	-25.40	0.07	27.96
TDS-48	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	61	0.75	-3.52	-27.39	0.09	28.14
TDS-51	灯影组(蛤蟆井段)	白云岩	64	0.71	-3.61	-27.61	0.08	28.32
TDS-53	灯影组(石板滩段)	灰岩	66	1.08	-5.05	-28.40	0.13	29.48
TDS-55	灯影组(石板滩段)	灰岩	68	2.78	-0.79	-29.65	0.53	32.43
TDS-57	灯影组(石板滩段)	灰岩	70	2.01	-2.20	-27.67	0.14	29.68
TDS-59	灯影组(石板滩段)	灰岩	72	1.65	-2.27	-28.57	0.14	30.21
TDS-61	灯影组(石板滩段)	灰岩	74	1.33	-4.42	-28.64	0.57	29.96
TDS-63	灯影组(石板滩段)	灰岩	76	5.19	-4.80	-27.27	0.05	32.46
TDS-65	灯影组(石板滩段)	灰岩	78	3.53	-8.57	-26.52	0.18	30.05
TDS-67	灯影组(石板滩段)	灰岩	80	5.76	-4.19	-27.01	0.32	32.76
TDS-70	灯影组(石板滩段)	灰岩	83	5.37	-5.07	-27.89	0.38	33.26
TDS-72	灯影组(石板滩段)	灰岩	85	4.97	-4.22	-26.16	0.09	31.13
TDS-74	灯影组(石板滩段)	灰岩	87	5.20	-3.99	-27.04	0.14	32.24
TDS-80	灯影组(石板滩段)	灰岩	93	4.59	-5.20	-27.76	0.20	32.34
TDS-82	灯影组(石板滩段)	灰岩	95	3.87	-5.42	-27.02	0.04	30.89
TDS-84	灯影组(石板滩段)	灰岩	97	4.84	-4.61	-27.69	0.08	32.53
TDS-86	灯影组(石板滩段)	灰岩	99	5.19	-4.57	-28.17	0.19	33.36
TDS-88	灯影组(石板滩段)	灰岩	101	4.41	-4.89	-28.86	0.11	33.27
TDS-90	灯影组(石板滩段)	灰岩	103	4.38	-4.85	-28.21	0.08	32.59
TDS-93	灯影组(石板滩段)	灰岩	106	4.43	-5.59	-26.89	0.07	31.32
TDS-95	灯影组(石板滩段)	灰岩	108	4.28	-5.55	-27.48	0.09	31.76
TDS-97	灯影组(石板滩段)	灰岩	110	3.86	-4.62	-28.09	0.23	31.95
TDS-99	灯影组(石板滩段)	灰岩	112	4.26	-4.41	-27.59	0.12	31.85
TDS-101	灯影组(石板滩段)	灰岩	114	4.01	-4.67	-28.24	0.24	32.25
TDS-103	灯影组(石板滩段)	灰岩	116	3.68	-5.02	-27.22	0.11	30.90
TDS-105	灯影组(石板滩段)	灰岩	118	3.80	-5.21	-27.37	0.07	31.17
TDS-107	灯影组(石板滩段)	灰岩	120	4.06	-5.06	-27.90	0.30	31.96
TDS-109	灯影组(石板滩段)	灰岩	122	4.11	-6.70	-27.17	0.17	31.28
H1-O23	灯影组(石板滩段)	灰岩	122.5	4.80	-6.82	-27.87	1.69	32.67
H1-O24	灯影组(石板滩段)	灰岩	123	4.36	-5.81	-26.35	2.71	30.71
H1-O25	灯影组(石板滩段)	灰岩	124	4.02	-5.52	-26.55	0.28	30.57

(续附表1)

样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, PDB)	TOC (wt%)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ (‰)
九龙湾-季家坡剖面 (台地相)								
H1-O26	灯影组(石板滩段)	灰岩	125	3.79	-4.92	-28.56	0.40	32.35
H1-O27	灯影组(石板滩段)	灰岩	126	4.12	-5.30	-27.10	0.35	31.22
H1-O28	灯影组(石板滩段)	灰岩	127	4.01	-3.73	-27.83	0.26	31.84
H1-O29	灯影组(石板滩段)	灰岩	128	3.38	-4.20	-27.48	0.91	30.86
H1-O30	灯影组(石板滩段)	灰岩	129	4.17	-3.71	-27.04	0.25	31.21
H1-O31	灯影组(石板滩段)	灰岩	130	4.30	-3.31	-27.14	0.52	31.44
H1-O32	灯影组(石板滩段)	灰岩	131	4.11	-3.83	-26.95	1.91	31.06
H1-O33	灯影组(石板滩段)	灰岩	132	3.69	-3.88	-26.92	1.40	30.61
H1-O34	灯影组(石板滩段)	灰岩	133	3.15	-4.72	-26.76	1.98	29.91
H1-O35	灯影组(石板滩段)	灰岩	134	2.70	-3.76	-27.44	0.16	30.14
H1-O36	灯影组(石板滩段)	灰岩	135	3.95	-3.13	-27.72	1.23	31.67
TDS-123	灯影组(石板滩段)	灰岩	136	4.42	-6.16	-28.09	0.23	32.51
TDS-125	灯影组(石板滩段)	灰岩	138	4.26	-5.65	-27.73	0.18	32.00
TDS-127	灯影组(石板滩段)	灰岩	140	4.75	-6.14	-29.21	0.23	33.97
TDS-130	灯影组(石板滩段)	灰岩	143	4.42	-5.86	-29.19	0.63	33.61
TDS-133	灯影组(石板滩段)	灰岩	146	4.77	-5.19	-27.76	0.12	32.53
TDS-137	灯影组(石板滩段)	灰岩	150	2.85	-5.11	-29.07	0.72	31.92
TDS-140	灯影组(石板滩段)	灰岩	153	4.53	-4.95	-27.58	0.10	32.11
TDS-143	灯影组(石板滩段)	灰岩	156	4.29	-4.74	-29.58	0.73	33.87
TDS-145	灯影组(石板滩段)	灰岩	158	4.51	-4.42	-33.40	0.23	37.91
TDS-150	灯影组(石板滩段)	灰岩	163	3.21	-4.44	-28.30	0.16	31.50
JJP-1	灯影组(白马驮段)	白云岩	167	1.14	-6.49	-27.77	0.10	28.91
JJP-2	灯影组(白马驮段)	白云岩	171	1.63	-6.93	-27.59	0.09	29.22
JJP-3	灯影组(白马驮段)	白云岩	175	1.05	-6.04	-27.16	0.10	28.20
JJP-4	灯影组(白马驮段)	白云岩	179	0.98	-6.37	-27.76	0.08	28.74
JJP-5	灯影组(白马驮段)	白云岩	183	1.85	-6.20	-26.85	0.09	28.70
JJP-6	灯影组(白马驮段)	白云岩	187	2.91	-5.04	-26.93	0.10	29.84
JJP-7	灯影组(白马驮段)	白云岩	191	1.93	-5.20			
JJP-8	灯影组(白马驮段)	白云岩	195	2.25	-5.02	-26.02	0.06	28.27
JJP-9	灯影组(白马驮段)	白云岩	199	2.92	-5.56			
JJP-10	灯影组(白马驮段)	白云岩	203	2.63	-5.38	-25.77	0.06	28.40
JJP-11	灯影组(白马驮段)	白云岩	207	2.92	-5.28			
JJP-12	灯影组(白马驮段)	白云岩	211	2.81	-5.11	-24.73	0.07	27.54
JJP-13	灯影组(白马驮段)	白云岩	215	2.91	-4.86			
JJP-14	灯影组(白马驮段)	白云岩	219	3.32	-5.18	-25.44	0.06	28.76
JJP-15	灯影组(白马驮段)	白云岩	223	2.74	-4.96	-26.76	0.06	29.50
JJP-16	灯影组(白马驮段)	白云岩	227	2.19	-4.90	-25.10	0.06	27.29
JJP-17	灯影组(白马驮段)	白云岩	231	2.40	-5.24	-24.42	0.08	26.82
JJP-18	灯影组(白马驮段)	白云岩	235	2.75	-5.17	-26.37	0.06	29.13
JJP-19	灯影组(白马驮段)	白云岩	239	3.12	-5.46	-25.42	0.06	28.54
JJP-20	灯影组(白马驮段)	白云岩	243	2.90	-4.76	-26.09	0.06	29.00
JJP-21	灯影组(白马驮段)	白云岩	247	2.89	-4.95	-25.55	0.06	28.43
JJP-22	灯影组(白马驮段)	白云岩	251	2.85	-4.93	-24.86	0.06	27.71
JJP-23	灯影组(白马驮段)	白云岩	255	2.69	-5.68			
JJP-24	灯影组(白马驮段)	白云岩	259	2.93	-5.61	-24.94	0.06	27.87
JJP-25	灯影组(白马驮段)	白云岩	263	2.64	-4.83	-24.77	0.06	27.41
JJP-26	灯影组(白马驮段)	白云岩	267	2.62	-5.00	-24.80	0.07	27.42
JJP-27	灯影组(白马驮段)	白云岩	271	3.11	-4.79	-24.62	0.06	27.73
JJP-28	灯影组(白马驮段)	白云岩	275	2.91	-5.31			
JJP-29	灯影组(白马驮段)	白云岩	279	2.55	-5.36			

(续附表1)

样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, PDB)	TOC (wt%)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$ (‰)
九龙湾-季家坡剖面 (台地相)								
JJP-30	灯影组(白马馱段)	白云岩	283	2.71	-5.01	-26.16	0.06	28.87
JJP-31	灯影组(白马馱段)	白云岩	287	2.26	-5.76	-25.88	0.07	28.14
JJP-32	灯影组(白马馱段)	白云岩	291	2.81	-5.13	-24.33	0.06	27.14
JJP-33	灯影组(白马馱段)	白云岩	295	2.56	-5.55	-26.07	0.06	28.62
JJP-35	灯影组(白马馱段)	白云岩	299	2.73	-5.30			
JJP-36	灯影组(白马馱段)	白云岩	303	2.54	-5.15			
JJP-37	灯影组(白马馱段)	白云岩	307	2.66	-5.15	-27.52	0.07	30.19
JJP-38	灯影组(白马馱段)	白云岩	311	1.02	-5.77			
JJP-39	灯影组(白马馱段)	白云岩	315	1.10	-5.24			
JJP-40	灯影组(白马馱段)	白云岩	319	1.08	-5.50			
JJP-41	灯影组(白马馱段)	白云岩	323	1.34	-5.02			
JJP-42	灯影组(白马馱段)	白云岩	327	1.00	-5.32	-26.30	0.06	27.30
JJP-43	灯影组(白马馱段)	白云岩	331	2.54	-4.94			
JJP-44	灯影组(白马馱段)	白云岩	334	3.03	-5.13			
JJP-45	灯影组(白马馱段)	白云岩	336	2.87	-3.93	-26.05	0.07	28.93
JJP-46	灯影组(白马馱段)	白云岩	338	3.18	-3.31	-25.48	0.06	28.66
JJP-47	灯影组(白马馱段)	白云岩	340	2.47	-3.24	-26.74	0.07	29.21
JJP-48	灯影组(白马馱段)	白云岩	341	0.91	-5.22	-26.95	0.07	27.87
JJP-49	灯影组(白马馱段)	白云岩	343	0.85	-5.40	-26.40	0.07	27.25
JJP-50	灯影组(白马馱段)	白云岩	344	0.71	-5.47	-26.51	0.06	27.22
JJP-51	灯影组(白马馱段)	白云岩	345	-0.32	-5.92	-26.68	0.07	26.36
JJP-52	灯影组(白马馱段)	白云岩	346	0.64	-5.38	-25.80	0.06	26.43
JPE-0.0	灯影组(白马馱段)	白云岩	347	0.31	-5.35			
JPE-0.5	灯影组(白马馱段)	白云岩	347.5	0.18	-5.28	-26.45	0.08	26.63
JPE-1.0	灯影组(白马馱段)	白云岩	348	0.22	-5.55			
JPE-1.5	灯影组(白马馱段)	白云岩	348.5	0.29	-5.57	-26.13	0.12	26.43
JPE-2.0	灯影组(白马馱段)	白云岩	349	-0.09	-5.52			
JPE-2.5	灯影组(白马馱段)	白云岩	349.5	0.40	-5.55	-25.87	0.07	26.27
JPE-3.0	灯影组(白马馱段)	白云岩	350	0.32	-5.60	-26.46	0.07	26.78
JPE-3.1	岩家河组	硅质白云岩	350.1	0.64	-4.91	-28.36	0.07	28.99
JPE-3.4	岩家河组	白云质灰岩	350.4	0.29	-5.92	-30.09	0.10	30.39
JPE-3.7	岩家河组	硅质白云岩	350.7	0.56	-6.01	-29.93	0.05	30.49
JPE-4.0	岩家河组	硅质白云岩	351	0.07	-8.04	-30.03	0.11	30.10
JPE-4.3	岩家河组	硅质白云岩	351.3	0.86	-5.37	-28.46	0.10	29.33
样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, PDB)		TOC (wt%)		
龙鼻嘴剖面(盆地相)								
JS-1	陡山沱组	硅质页岩	-8.00	-34.96		1.57		
JS-2	陡山沱组	钙质页岩	-7.00	-34.22		1.17		
JS-3	陡山沱组	硅质岩	-6.00	-34.69		1.22		
JS-4	陡山沱组	硅质页岩	-5.00	-34.40		1.49		
JS-5	陡山沱组	钙质页岩	-4.00	-34.15		1.36		
JS-6	陡山沱组	硅质岩	-3.00	-33.86		1.56		
JS-7	陡山沱组	硅质岩	-2.00	-33.73		0.99		
JS-8	陡山沱组	钙质页岩	-1.00	-33.50		0.91		
JS-9	陡山沱组	硅质岩	-0.50	-34.12		2.54		
LBZ-0.0	陡山沱组	黑色页岩	0.00	-34.02		2.15		
LBZ-0.10	陡山沱组	黑色页岩	0.1	-30.46		0.41		
LBZ-0.1A	陡山沱组	黑色页岩	0.12	-30.87		1.19		

(续附表1)

样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰}, \text{PDB})$	TOC (wt%)
龙鼻嘴剖面(盆地相)					
LBZ-0.15	陡山沱组	黑色页岩	0.15	-33.66	0.99
LBZ-0.18	陡山沱组	黑色页岩	0.18	-33.20	2.75
LBZ-0.20	陡山沱组	黑色页岩	0.2	-32.12	0.40
LBZ-0.23	陡山沱组	黑色页岩	0.23	-33.30	5.87
LBZ-0.25	陡山沱组	黑色页岩	0.25	-33.43	1.01
LBZ-0.29	陡山沱组	黑色页岩	0.29	-32.95	7.53
LBZ-0.30	陡山沱组	黑色页岩	0.3	-31.45	1.85
LBZ-0.30A	陡山沱组	黑色页岩	0.31	-32.46	10.02
LBZ-0.8	留茶坡组	硅质岩	0.8	-33.54	1.48
LBZ-1.2	留茶坡组	硅质岩	1.2	-32.38	0.23
LBZ-2.0	留茶坡组	硅质岩	2	-33.18	0.60
LBZ-3.0	留茶坡组	硅质岩	3	-31.88	0.68
LBZ-3.0A	留茶坡组	硅质岩	3.1	-32.83	0.32
LBZ-4.0	留茶坡组	硅质岩	4	-30.58	0.17
LBZ-5.0	留茶坡组	硅质岩	5	-33.86	0.50
LBZ-6.0	留茶坡组	硅质岩	6	-32.21	0.33
LBZ-7.0	留茶坡组	硅质岩	7	-32.36	0.33
LBZ-8.0	留茶坡组	硅质岩	8	-32.23	0.72
LBZ-9.0	留茶坡组	硅质岩	9	-32.90	0.41
LBZ-10.0	留茶坡组	硅质岩	10	-34.37	0.58
LBZ-11.0	留茶坡组	硅质岩	11	-34.74	4.62
LBZ-11.5	留茶坡组	硅质岩	11.5	-34.26	3.74
LBZ-12.0	留茶坡组	硅质岩	12	-32.49	0.44
LBZ-13.0	留茶坡组	硅质岩	13	-33.53	1.22
LBZ-14.0	留茶坡组	硅质岩	14	-34.41	1.05
LBZ-15.0	留茶坡组	硅质岩	15	-34.53	8.79
LBZ-16.0	留茶坡组	硅质岩	16	-34.21	0.46
LBZ-17.0	留茶坡组	硅质岩	17	-35.27	1.74
LBZ-18.0	留茶坡组	硅质岩	18	-34.53	0.40
LBZ-19.0	留茶坡组	硅质岩	19	-34.47	7.50
LBZ-20.0	留茶坡组	硅质岩	20	-34.12	0.74
LBZ-21.0	留茶坡组	硅质岩	21	-32.89	0.29
LBZ-22.0	留茶坡组	硅质岩	22	-33.06	0.51
LBZ-23.0	留茶坡组	硅质岩	23	-32.24	0.29
LBZ-24	留茶坡组	硅质岩	24	-32.82	0.98
LBZ-25	留茶坡组	硅质岩	25	-33.71	0.61
LBZ-26	留茶坡组	硅质岩	26	-34.80	0.80
LBZ-27	留茶坡组	硅质岩	27	-36.62	2.79
LBZ-28	留茶坡组	硅质岩	28	-36.44	6.19
LBZ-29	留茶坡组	硅质岩	29	-34.39	0.90
LBZ-30	留茶坡组	硅质岩	30	-34.74	7.58
LBZ-31	留茶坡组	硅质岩	31	-35.09	1.51
LBZ-32	留茶坡组	硅质岩	32	-33.46	2.07
LBZ-32.5	留茶坡组	硅质岩	32.5	-35.73	6.82
LBZ-33	留茶坡组	黑色页岩	33	-34.17	1.10
LBZ-33.7	留茶坡组	硅质岩	33.7	-35.60	8.16
LBZ-34	留茶坡组	黑色页岩	34	-33.47	1.68
LBZ-35	留茶坡组	黑色页岩	35	-32.85	2.26
LBZ-36	留茶坡组	黑色页岩	36	-32.03	0.90
LBZ-37	留茶坡组	黑色页岩	37	-31.00	0.26

(续附表1)

样品号	地层单位	岩性	厚度	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}(\text{‰}, \text{PDB})$	TOC (wt%)
龙鼻嘴剖面(盆地相)					
LBZ-38	留茶坡组	黑色页岩	38	-33.03	0.41
LBZ-39	留茶坡组	黑色页岩	39	-33.86	0.81
LBZ-40	留茶坡组	黑色页岩	40	-32.31	0.30
LBZ-41	留茶坡组	黑色页岩	41	-32.06	0.70
LBZ-41.5	留茶坡组	黑色页岩	41.5	-33.23	0.23
LBZ-42	留茶坡组	黑色页岩	42	-30.70	1.38
LBZ-43	留茶坡组	黑色页岩	43	-34.32	0.51
LBZ-44	留茶坡组	黑色页岩	44	-34.71	2.88
LBZ-45	留茶坡组	黑色页岩	45	-34.97	2.11
LBZ-46	留茶坡组	黑色页岩	46	-33.12	0.55
LBZ-47	留茶坡组	黑色页岩	47	-34.62	0.85
LBZ-48	留茶坡组	黑色页岩	48	-32.65	0.51
LBZ-49	留茶坡组	硅质页岩	49	-33.45	0.26
LBZ-50	留茶坡组	黑色页岩	50	-33.45	0.79
LBZ-50.9	留茶坡组	黑色页岩	50.9	-35.42	2.43
LBZ-51	留茶坡组	黑色页岩	51	-35.17	9.22
LBZ-52	留茶坡组	黑色页岩	52	-34.70	0.46
LBZ-53	留茶坡组	黑色页岩	53	-33.75	0.41
LBZ-54	留茶坡组	黑色页岩	54	-32.24	7.38
LBZ-54.1	留茶坡组	黑色页岩	54.1	-33.21	2.91